



TITLE:

# 黒潮・親潮続流域に形成される海面気圧極小と傾圧帯の経年変動

AUTHOR(S):

升永, 竜介; 中村, 尚; 宮坂, 貴文; 西井, 和晃; 谷本, 陽  
—

CITATION:

升永, 竜介 ...[et al]. 黒潮・親潮続流域に形成される海面気圧極小と傾圧帯の経年変動. 週間及び1か月予報における顕著現象の予測可能性 2013: 42-46: 共同研究 (一般研究集会) 24K-08.

ISSUE DATE:

2013-03

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/173511>

RIGHT:

# 黒潮・親潮続流域に形成される海面気圧極小と 傾圧帯の経年変動

升永竜介、中村尚、宮坂貴文、西井和晃（東大先端研） 谷本陽一（北大院地球環境）

## 1. はじめに

寒候期の黒潮・親潮続流域では、冬季モンスーンの北風に伴い大陸から強い寒気が移流されてくることにより、海面から強い乱流熱放出が引き起こされている。Taguchi et al. (2009) は、領域大気モデルを用いて、強い海面水温勾配に伴う顕熱放出の顕著な南北コントラストが大気の地表傾圧帯を維持し、ストームトラックの形成に寄与している可能性を示唆した。また、Tanimoto et al. (2011) は、黒潮とその続流沿いの強い乱流熱放出が下層大気を加熱することにより、（西高東低）の海面気圧分布に楔形に現れる局所的な気圧の極小（谷）が形成されることを船舶観測データに基づく寒候期の長期気候平均場から見出した。

しかしながら、これらの研究では、傾圧帯や気圧の谷の経年変動については議論されていない。そこで本研究では、顕著な気圧の谷が形成される冬季（12月～3月）の黒潮・親潮続流域において、傾圧帯や海面気圧の楔形極小が形成される緯度を経年変動の観点から調査するとともに、大気再解析に用いられる海面水温の解像度が、再解析データで表現される下層大気の構造にどのような影響を与え得るかを調査した。

## 2. データ

本研究では全球大気再解析 ERA-interim (Dee et al. 2011) の月平均データ（水平解像度:  $0.75^\circ$ ）を 1979 年 1 月から 2012 年 3 月まで使用した。この再解析に用いられた大気モデルの仕様は全期間を通じて同一であるが、下方境界として与えられた海面水温の水平解像度が期間によって大きく異なっている。即ち、1979 年 1 月から 2001 年 12 月までは緯度経度  $1.0^\circ$ 、2002 年 1 月から 2009 年 1 月までは  $0.5^\circ$ 、2009 年 2 月以降は  $0.05^\circ$  と解像度が向上した。

本研究では、地表傾圧帯の強さの指標として、大気モデル最下層（地上約 10m に相当）での気温 ( $T_s$ ) の赤道向き南北勾配 ( $-\frac{\partial}{\partial y} T_s$ ) を用いる。また、先行研究に倣い、海面気圧の高波数成分を緯度  $6^\circ$  の南北移動平均からの差として定義し、その極小を気圧の谷の軸とみなした。

## 3. 結果

### 3-1. 海面水温勾配と顕熱放出勾配の平年分布

図 1 に黒潮・親潮続流域における海面水温の赤道向き勾配と、顕熱放出の赤道向き勾配

の冬季平年分布を、1979 年 1 月から 2001 年 12 月まで（以下、ERAi 前半）と 2002 年 1 月から 2012 年 3 月まで（ERAi 後半）の各期間に分けて示す。

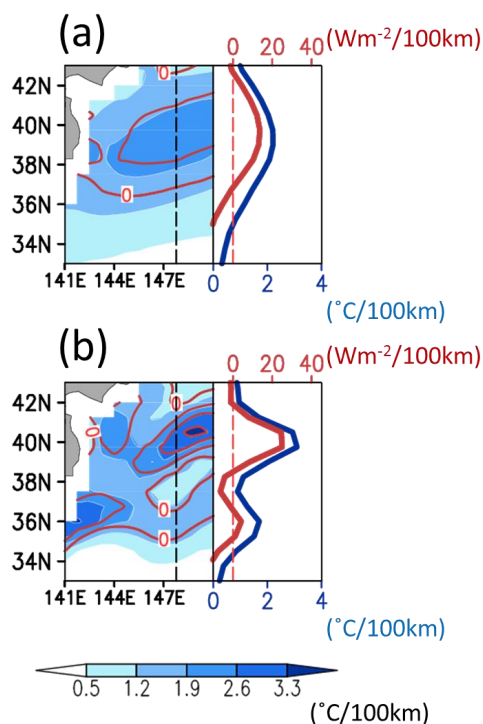


図 1: ERA-interim に基づく冬季の平年の分布。(a) 1979 年 1 月～2001 年 12 月、(b) 2002 年 1 月～2012 年 3 月。左は海面水温の赤道向き勾配（シェード;  $^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ ）と海面からの顕熱放出の赤道向き勾配（等値線;  $10\text{Wm}^{-2}/100\text{km}$  間隔、正值のみ表示）水平分布。カラーバーは(a)、(b)に共通。右側は  $147.75^{\circ}\text{E}$ （左パネル黒破線）における緯度断面図で、青線が海面水温の赤道向き勾配、赤線が顕熱放出の赤道向き勾配。線とラベルの色がそれぞれ対応している。

ERAi 前半（図 1a）では、亜寒帯海洋前線帯に対応し（Nakamura and Kazmin 2003）、海面水温勾配は  $40\sim 38^{\circ}\text{N}$  付近に南西から北東に伸びる顕著な極大を示す。一方、ERAi 後半（図 1b）では、 $40^{\circ}\text{N}$  付近に親潮前線に伴う海面水温勾配の強い極大を示すだけで

なく、 $36^{\circ}\text{N}$  付近にも黒潮続流前線に伴う弱い極大をもち、各々の極大での海面水温勾配は、ERAi 前半の同緯度の値より 1.5 倍ほど大きい。

図 2 に示す顕熱放出勾配は海面水温勾配の分布によく対応し、ERAi 前半では顕著な極大を 1 つ示すのに対し、ERAi 後半では 2 つの極大を示す。最も強い顕熱放出勾配の極大は、ERAi 後半では ERAi 前半よりも約 2 倍の強さを示す。特に、 $36^{\circ}\text{N}$  付近では、ERAi 後半では黒潮続流前線に伴う正の極大となるのに対し、ERAi 前半では負の値を示す。

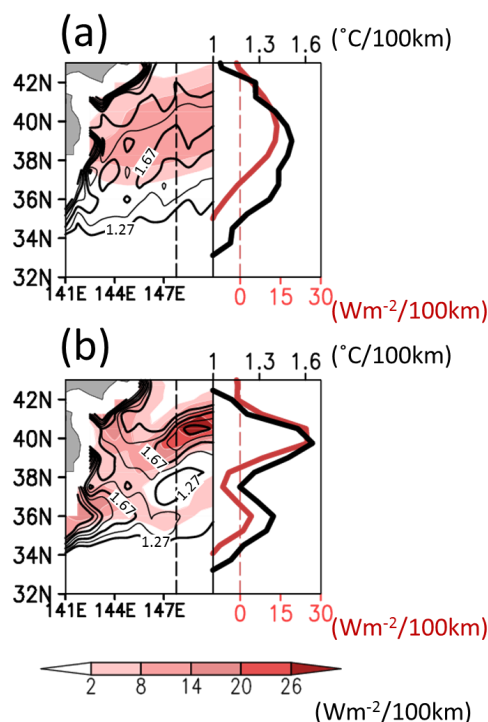


図 2: 図 1 と同じ。ただし、右パネルの赤線と左パネルのシェードは顕熱放出の赤道向き勾配 ( $\text{Wm}^{-2}/100\text{km}$ )。右パネルの黒線と左パネルの等値線はモデル最下層の気温の赤道向き勾配 ( $0.2^{\circ}\text{C}/100\text{km}$  間隔、 $1.27^{\circ}\text{C}/100\text{km}$  以上のみ表示)。

### 3-2. 傾圧帯の経年変動

図2には ERAi 前半と後半の各期間における傾圧性の平年の分布も示されている。

ERAi 前半では、黒潮・親潮続流域において、顕熱放出勾配の極大に沿うように地表傾圧帯が形成されているが、その極大は顕熱放出勾配の極大よりやや南側に位置している（図2a）。一方、ERAi 後半では、顕熱放出勾配が2つの極大に対応し、それらとほぼ同緯度に傾圧性の2つの極大が形成されていることが読み取れる（図2b）。

顕熱放出勾配の極大と、その最近傍に形成される傾圧性の極大との緯度差に着目して頻度分布を調べた。すると、ERAi 前半においては、傾圧性の極大が顕熱放出勾配の極大と同緯度に形成される場合が全体（94 ケース）の28%であるのに対し、 $0.75^{\circ}$  から  $3.0^{\circ}$  南方に形成される場合が全体の53%を占め、傾圧帯は顕熱放出勾配の極大のやや南側に位置する傾向が顕著であることがわかった。これは、冬季アジアモンスーンの強い北風による移流効果の反映と推察される。一方、ERAi 後半での両者の緯度差の頻度分布においては、両者の極大が一致する場合が全体（93 ケース）の74%も占めており、顕熱放出勾配と傾圧性の極大が一致する傾向が強いことがわかる。なお、顕熱放出勾配が複数の極大を持つ月に関しては、緯度の区別をつけずに全て考慮している。このような ERAi 前半と ERAi 後半の傾向の違いは、データ同化に用いる海面水温の解像度によって、再解析で表現される下層大気の状態が変化する

ことを示唆している。

### 3-3. 気圧の谷の経年変動

ERA-interim 全期間（1979 年 1 月～2012 年 3 月）における海面気圧と海面からの乱流熱放出（顕熱放出と潜熱放出の和）の冬季平年分布を図3に示す。ICOADS に基づく冬季気候平均場の気圧の谷（Fig.3b of Tanimoto et al. 2011）よりもやや弱いものの、その緯度や分布はよく表現されている。

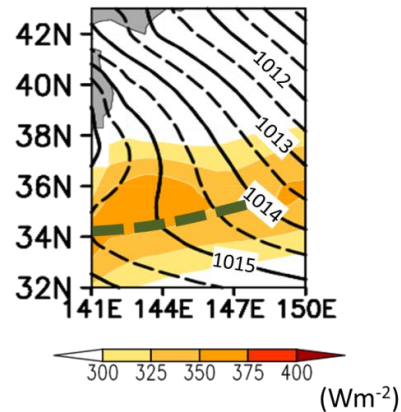


図3: ERA-interim に基づく冬季の平年の分布（1979 年 1 月～2012 年 3 月）。シェードは海面からの乱流熱放出（顕熱放出と潜熱放出の和）（ $\text{Wm}^{-2}$ ）、等値線は海面気圧（hPa、実線は 1hPa 間隔、長破線は 0.5hPa 間隔）。緑破線は気圧の谷の軸の大まかな位置。

ERAi 前半と ERAi 後半の海面気圧の高波数成分と乱流熱放出の平年の分布（図4a・4b）をみると、両期間ともに乱流熱放出が黒潮続流の流軸（ $35^{\circ}\text{N}$  付近）に沿うように明瞭な極大を示し、気圧の谷の軸はそのやや南側に位置していることがわかる。

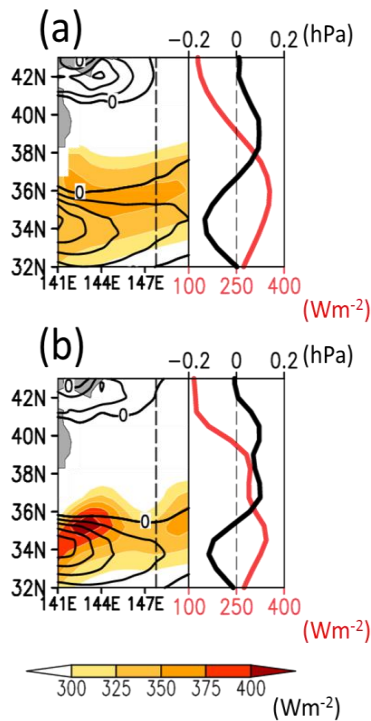


図 4: 図 1 と同じ。ただし、右パネルの赤線と左パネルのシェードは海面からの乱流熱放出 (顕熱放出と潜熱放出の和) ( $\text{Wm}^{-2}$ )。右パネルの黒線と左パネルの等値線は海面気圧の高波数成分 (0.1hPa 間隔、負値のみ表示)。

ERAi 前半における乱流熱放出の極大と気圧の谷の軸の緯度差に関する頻度分布を調べると、気圧の谷が乱流熱放出の極大と同緯度に形成される場合は全体 (89 ケース) の僅か 11%であるのに対し、 $0.75^\circ$  から  $3.0^\circ$  南側に形成される場合は 66%を占めており、気圧の谷は乱流熱放出の極大のやや南側に位置する傾向が明瞭である。その一方、ERAi 後半では、ERAi 前半とほぼ同じ緯度に顕著な乱流熱放出の極大と気圧の谷が見られるが、その北側の  $39^\circ\text{N}$  付近にも弱い乱流熱放出の極大と気圧の谷が見られる (図 4b)。本研究では、負の値を示すような顕著な海面気

圧の高波数成分の極小のみを、緯度の区別をつけずに抽出し、乱流熱放出と気圧の谷の緯度差に関する頻度分布を調査した。ERAi 後半では気圧の谷が乱流熱放出の極大よりも  $0.75^\circ$  から  $3.0^\circ$  南に位置する場合は全体の (61 ケース) 44%を占めるが、その頻度は ERAi 前半に比べて低下している。また、最頻値は両者の緯度が一致する場合 (26%) であることから、ERAi 後半は気圧の谷が乱流熱放出の極大の近傍に形成される傾向にあることが示唆される。

#### 3-4. 北風強度の弱化的影響

これまで見てきたように、ERAi 後半では ERAi 前半に比べて、海洋からの熱的強制のより近傍に、下層大気の応答が現れる傾向がある。この傾向の変化は、同化に用いられる海面水温の解像度が変化したことによる影響が大きいと考えられる。しかしながら、冬季アジアモンスーンは 2000 年代に入り弱化的していることが知られており、ERA-interim で再現されている黒潮・親潮流域 [ $142.5^\circ\text{E} \sim 148.5^\circ\text{E}$ ,  $35.25^\circ\text{N} \sim 39^\circ\text{N}$ ] で領域平均された北風強度の平年値は ERAi 前半では  $3.7\text{m/s}$  であるのに対し、ERAi 後半では  $3.1\text{m/s}$  とやや弱化的している。そこで、北風強度の長期的な弱化的の影響を評価するために、ERAi 前半の中から北風強度の弱い順に 53 ヶ月 (北風強度平均: $3.0\text{m/s}$ ) を抽出し、ERAi 後半から北風強度の強い順に 37 ヶ月 (北風強度平均: $3.4\text{m/s}$ ) をそれぞれ抽出し、北風強度の平均値を逆転させるようにして

リサンプリングを行い、同様の解析を行った。リサンプリング後の標本での乱流熱放出の極大と気圧の谷の軸との緯度差に関する頻度分布は、ERAi 前半、ERAi 後半の期間のどちらとも、リサンプリング前の標本から作成した頻度分布から大きな変化は見られなかった（ERAi 前半では気圧の谷が乱流熱放出の極大よりも南側にある場合が 72%、両者が一致する場合が 8%。ERAi 後半ではそれぞれ 49%、26%）。

自由度 1 の  $\chi^2$  検定に基づく、リサンプリング後の ERAi 前半は ERAi 後半に比べて、気圧の谷が乱流熱放出の極大よりも南側に現れる場合が 99% の信頼度で有意に多いことがわかり、かつリサンプリング前後で傾向の有意な変化は無いことが示された。同様の解析を傾圧性と顕熱放出勾配の極大との緯度差に関して行くとほぼ同様の結果を得ることができる。

これらの結果は、これまで見てきたような ERAi 前半と ERAi 後半の傾向の違いに対する、北風強度の長期的な弱化の影響は小さく、寧ろ同化に用いられる海面水温の解像度が増加した影響が大きいことを示唆している。

#### 4. まとめ

本研究では、黒潮・親潮続流域における海洋からの下層大気への熱的強制として、顕熱放出の南北勾配と乱流熱放出（顕熱と潜熱の和）を考え、それぞれに対する下層大気の応答として、海上気温の南北勾配（傾圧性）と気圧の谷を調査した。さらに、ERA-interim

全球再解析を用いることで、下方境界としてデータ同化に与えられる海面水温の解像度が大気再解析で表現される下層大気にどのような影響を及ぼし得るのかを調査した。

冬季の黒潮・親潮続流域において、再解析データで表現される下層大気の応答は、海洋の熱的強制に対し、同緯度もしくは北風の移流効果によりやや南側に現れる傾向があることが示された。また、ERAi 後半は ERAi 前半に比べ、下層大気の応答が海洋からの熱的強制のより近傍に現れる傾向があり、この傾向の違いに対する北風強度の長期的な弱化の寄与は統計的に有意でなく、同化に用いられる海面水温の高解像度化の影響が大きいことが示された。

#### 参考文献

- Dee, D. P., and co-authors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 70-72.
- Nakamura, H., and A. S. Kazmin, 2003: Decadal changes in the North Pacific oceanic frontal zones as revealed in ship and satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **108**(C3), 3078.
- Taguchi, B., H. Nakamura, N. Masami, and S.-P. Xie, 2009: Influences of Kuroshio/Oyashio Extensions on air-sea heat exchanges and storm-track activity as revealed in regional atmospheric model simulations for the 2003/04 cold season. *J. Climate*, **22**, 6536-6559.
- Tanimoto, Y., T. Kanenari, H. Tokinaga, and S.-P. Xie, 2011: Sea level pressure minimum along the Kuroshio and its extension. *J. Climate*, **24**, 4419-4434.